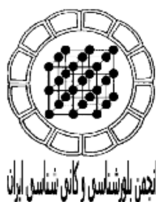
مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

سال بیست و هفتم، شمارهٔ چهارم، زمستان ۹۸، از صفحهٔ ۸۵۵ تا ۸۷۰



سنگ‌زایی و جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی بازیک شرق قزوین، البرز مرکزی

بهمن رحیم‌زاده[1]، محمد ابراهیمی[2*]، ایوب ویسی‌نیا[1]

۱- گروه زمین‌شناسی معدنی و آب، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان

(دریافت مقاله: ۹۷/۹/۲۶، نسخه نهایی: ۹۸/۱/۲۱)

چکیده: یک توالی از سنگ‌های آتشفشانی بازیک با سن ترشیری در شرق قزوین رخنمون دارد. ترکیب سنگ‌شناسی این مجموعه بیشتر الیوین بازالت تا تراکی‌آندزیت با بافت‌های پورفیری، میکرولیتی و شیشه‌ای است. کانی‌های کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز و گاهی الیوین ایدینگزیتی شده و آمفیبول درشت بلورهای اصلی این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند. براساس نتایج تجزیه نقطه‌ای درشت بلورهای پلاژیوکلاز، ترکیب لابرادوریت تا بیتونیت و پیروکسن ترکیب دیوپسید را نشان می‌دهند. دما-فشارسنجی تبلور کانی پیروکسن گستره دمایی ۱۱۰۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۱ تا ۵ کیلوبار را نشان می‌دهد. براساس نتایج زمین شیمیایی، این مجموعه آتشفشانی دارای سرشت آهکی قلیایی وابسته به قوس آتشفشانی است و در مقایسه با کندریت از عناصر سنگ دوست بزرگ یون (LILE) غنی و از عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) تهی شده‌اند. نمودارهای زمین‌ساختی نشان می‌دهند که این سنگ‌ها از یک ماگمای آهکی قلیایی پتاسیم بالا تا شوشونیتی در یک محیط فرورانشی وابسته به کرانه فعال قاره تشکیل شده‌اند. بی‌هنجاری منفی عناصر Ti و Nb و غنی‌شدگی از عناصر گروه LILE نشان از خاستگاه گوشته غنی‌شده در بالای پهنه فرورانش دارد. ماگما از ذوب‌بخشی حدود ۵ تا ۱۰ درصدی یک منبع گوشته‌ای گارنت- اسپینل لرزولیتی غنی‌شده در اعماق ۵۰ تا ۷۰ کیلومتری ایجاد شده و از طریق شکستگی‌ها و گسل‌های عمیق در حوضه کششی ائوسن میانی- بالایی در پهنه ساختاری البرز مرکزی فوران کرده است.

واژه‌های کلیدی: *سنگ‌های آتشفشانی بازیک؛ دما-فشارسنجی؛ محیط زمین‌ساختی؛ قزوین؛ البرز مرکزی.*

مقدمه

البرز از آنجا که کرانه برخوردی گندوانا به اوراسیا است، از دیر باز مورد توجه پژوهشگران بوده و بررسی‌های گسترده‌ای بر روی آن انجام شده است [۱-۴]. بر این اساس، چندین فازکوهزایی، فعالیت ماگمایی و رسوب‌گذاری از اوایل پالئوزوئیک تا عهد حاضر شناسایی و بررسی شده‌اند. در این پهنه، فعالیت ماگمایی سنوزوییک با ترکیب بازیک تا اسیدی (کمتر) گسترش چشم‌گیری دارد. فعالیت ماگمایی سنوزوئیک البرز که بیشتر به سن پالئوژن است، از نظر تقسیمات چینه-شناسی معادل سازند کرج محسوب می‌شود [۶،۵]. به باور برخی از پژوهشگران از جمله [۸،۷]، سنگ‌های سازند کرج درون قاره و وابسته به فرورانش در راستای شمال و در امتداد زاگرس شکل گرفته‌اند. سن واحدهای هم‌ارز در غرب قزوین را معادل ائو-الیگوسن در نظر گرفته‌اند [۹].

در پی فعالیت آتشفشانی-انفجاری زیرآبی در البرز، حجم زیادی از گدازه‌های قلیایی حدواسط تا بازیک از راه شکاف‌های سطحی به بیرون ریخته‌اند [۱۰]. خاستگاه این گدازه‌های آتشفشانی پهنه وابسته به فرورانش با درصد کمی از مذاب سست کره‌ای است [۱۱]. مجموعه آتشفشانی-آذرین نفوذی منطقه البرز در شمال ایران نشان‌دهنده فرورانش سنگ کره اقیانوسی نئوتتیس در زیر خرده قاره ایران مرکزی و برخورد قاره‌ای پس از آن بین صفحات عربستان و ایران در اواخر الیگوسن بوده است [۱۲]. بررسی‌های نوین پیرامون فعالیت ماگمایی ترشیری در البرز گرچه تاثیر فرورانش را بر فعالیت ماگمایی آشکار ساخته است، با این وجود محیط‌های زمین ساختی گوناگونی در پژوهش‌های انجام شده ارائه شده‌اند که می‌توان به فعالیت ماگمایی وابسته به کمان قاره‌ای [۱۳]، فعالیت ماگمایی مناطق فرورانش در کرانه فعال قاره‌ای [۱۴] و

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۲۶۴۱۹۴۵۳، نمابر: ۰۲۴۳۳۰۵۴۰۰۲، پست الکترونیکی: ebrahimi@znu.ac.ir

[DOR: 20.1001.1.17263689.1398.27.4.9.8]
[DOI: 10.29252/ijcm.27.4.855]

فعالیت ماگمایی در پهنه کششی پشت کمان [۱۵] اشاره کرد. تاکنون پژوهش‌های بسیاری پیرامون توده‌های آتشفشانی رخنمون یافته در بخش‌های نزدیک به منطقه مورد بررسی انجام شده است. نعمتی و آسیابانها [۱۶] توده‌های نفوذی منطقه لات-بلوکان (شمال قزوین) را وابسته به کرانه فعال قاره‌ای و پدید آمده در کمان آتشفشانی معرفی کرده‌اند. همچنین، تیموری و همکاران [۱۷] سنگ‌های آتشفشانی جیرنده (شمال غرب قزوین) را وابسته به کمان آتشفشانی کرانه فعال قاره‌ای در نظر گرفته‌اند.

ترکیب کلینوپیروکسن‌های موجود در سنگ‌های آتشفشانی به ویژه کلینوپیروکسن‌هایی که به صورت درشت‌بلور تشکیل شده‌اند، شیمی گدازه میزبان را به خوبی نشان می‌دهند. با بررسی شیمی کلینوپیروکسن‌های موجود در یک مجموعه آتشفشانی، می‌توان سری ماگمایی و محیط زمین‌ساختی [۱۸، ۱۹] سنگ منشأ را تعیین کرد. بررسی شیمی کانی و استفاده از آن ممکن است بتواند به اختلاف نظرها در مورد زمین‌شیمی و به ویژه محیط زمین‌ساختی البرز پاسخ دهد. در این راستا، شیمی سنگ کل و شیمی کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های آتشفشانی ائوسن-الیگوسن منطقه شرق قزوین بررسی شد. براساس داده‌های به دست آمده از این پژوهش ویژگی‌های زمین‌شیمیایی، سرشت ماگمائی و محیط زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی بررسی گردید.

روش بررسی

به منظور بررسی و تعیین مقدار عناصر اصلی، فرعی و کمیاب موجود در نمونه‌های آتشفشانی منطقه، پس از بازدیدها و برداشت‌های صحرایی از واحدهای مختلف سنگی و انتخاب نمونه‌های با کمترین دگرسانی، تعداد ۱۰ نمونه سنگ کل انتخاب و به روش طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) در آزمایشگاه سازمان تحقیقات معدنی کشور تجزیه شدند (جدول ۱). همچنین به منظور بررسی رفتار زمین شیمیایی عناصر اصلی در ساختار کانی‌ها و تکمیل بررسی‌های کانی‌شناسی، ۵ مقطع نازک- صیقلی تهیه و حدود ۳۰ نقطه از کانی‌های پیروکسن، آمفیبول و فلدسپات توسط دستگاه ریزپردازشگر الکترونی JEOL مدل JXA-8800FH با ولتاژ شتاب دهنده 20 kV و جریان 12nA در آزمایشگاه دانشگاه اسلو تجزیه شد (جدول ۲). نتایج زمین شیمیایی و تجزیه ریزپردازشی، پس از انجام تصحیحات لازم، در نمودارهای زمین شیمیایی مختلف مورد استفاده قرار گرفتند.

جدول ۱ نتایج تجزیه‌های شیمیایی گدازه‌های شرق قزوین به روش ICP-MS.

Rock	Ba	A-Ba	A-Ba	T-Ba	A-Ba	Ba	A-Ba	T-A	T-A	A
SiO_2	۵۹٫۰۷	۵۶٫۴۴	۵۲٫۷۰	۵۱٫۲۱	۴۹٫۷۶	۵۴٫۲۸	۵۱٫۸۰	۵۲٫۸۹	۵۳٫۰۲	۵۷٫۱۸
Al_2O_3	۱۵٫۶۲	۱۶٫۱۳	۱۸٫۵۵	۱۴٫۷۸	۱۵٫۰۶	۱۶٫۴۸	۱۵٫۲۱	۱۶٫۳۵	۱۵٫۵۵	۱۷٫۰۱
CaO	۵٫۴۲	۷٫۶۲	۷٫۴۲	۶٫۲۵	۸٫۶۷	۷٫۳۳	۱۰٫۸۱	۷٫۲۶	۸٫۲۹	۶٫۲۸
Fe_2O_3	۸٫۷۲	۷٫۴۰	۷٫۵۵	۹٫۲۲	۸٫۹۰	۸٫۲۷	۹٫۶۳	۸٫۵۴	۸٫۱۸	۷٫۴۸
K_2O	۳٫۷۶	۲٫۸۶	۳٫۵۴	۳٫۵۷	۲٫۸۵	۰٫۵۰	۱٫۹۸	۲٫۴۶	۲٫۸۱	۲٫۸۱
MgO	۶٫۳۸	۰٫۸۲	۴٫۳۴	۷٫۴۵	۷٫۵۷	۴٫۹۳	۳٫۲۷	۴٫۰۱	۳٫۲۴	۳٫۲۹
MnO	۰٫۱۳	۰٫۱۱	۰٫۱۵	۰٫۱۰	۰٫۰۸	۰٫۲۴	۰٫۱۲	۰٫۱۶	۰٫۱۱	۰٫۱۴
Na_2O	۲٫۷۸	۲٫۷۷	۳٫۰۹	۲٫۱۴	۲٫۳۴	۲٫۳۶	۲٫۴۸	۳٫۴۳	۳٫۲۸	۳٫۲۱
P_2O_5	۰٫۵۲	۰٫۳۲	۰٫۴۴	۰٫۴۷	۰٫۴۳	۰٫۳۰	۰٫۴۰	۰٫۵۹	۰٫۸۰	۰٫۳۰
TiO_2	۱٫۲۹	۰٫۵۸	۱٫۰۵	۰٫۸۱	۰٫۸۳	۱٫۰۲	۰٫۹۳	۱٫۴۲	۱٫۲۰	۰٫۹۲
LOI	۱٫۶۷	۲٫۳۳	۱٫۲۳	۳٫۷۷	۳٫۰۲	۱٫۳۸	۱٫۳۳	۲٫۵۰	۳٫۱۲	۱٫۳۳
Ba	۶۸۸	۹۱۷٫۲	۶۴۳	۸۷۰٫۷	۸۱۳٫۸	۴۱۷	۵۰۶٫۱	۶۸۳	۱۱۹۲٫۹	۵۲۳
Ce	۱۴۱	۶۱٫۴	۱۱۸	۳۸٫۳	۳۴٫۷	۹۱	۲۵٫۳	۱۳۹	۶۶٫۵	۱۰۸
Cr	۷	۲۴٫۹	۳۲	۱۱۶٫۲	۱۲۸٫۸	۲۳	۴۵٫۶	۵۵	۵۲٫۳	۱۲
Cs	۲	۵	۴	۵	۵	۶	۵	۰	۵	۱
Eu	۱	۱٫۳	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱٫۲	۱
Ga	۱۷	۱۹٫۵	۱۸	۱۹٫۸	۱۹٫۴	۱۹	۱۸٫۷	۱۸	۱۸٫۴	۱۸
La	۳۹	۲۳٫۴	۳۳	۱۲٫۶	۱۰٫۲	۱۸	۱۰٫۴	۵۶	۲۳	۲۶
Nb	۲۳	۱۰٫۶	۱۸	۹٫۶	۱۸	۱۴	۷٫۶	۴۸	۴۸٫۳	۱۴
Nd	۳۱	۲۲٫۹	۱۴	۱۹٫۲	۷٫۵	۲۰	۴٫۵	۴۰	۳۱٫۸	۲۱
Ni	۸٫۸	۴٫۱	۲۴٫۳	۵۴٫۸	۳۵٫۴	۱۸	۱۹٫۷	۳۸	۲۴٫۳	۰٫۵
Pb	۱۴	۱۶٫۵	۱۴	۱۴٫۸	۹٫۲	۱۰	۱۱٫۱	۱۱	۱۱٫۴	۱۳
Rb	۹۶	۸۰٫۲	۱۰۸	۱۲۱٫۱	۷۹٫۹	۵۳	۴۵٫۸	۳۴	۵۰٫۵	۶۷
Sm	۱۰	۱۰٫۵	۵	۸٫۵	۹٫۵	۶	۷	۱۱	۸	۵
Sr	۴۹۳	۷۱۵٫۷	۸۲۸	۶۴۰٫۷	۵۸۷	۶۹۸	۵۶۶	۹۱۰	۸۳۸	۷۱۶
Th	۱۰	۸٫۸	۹	۶٫۲	۲٫۵	۷	۳٫۹	۴	۵٫۶	۷
Ti	۷۷۳۴	۳۴۷۷	۶۲۹۵	۴۸۵۶	۴۹۷۶	۶۱۱۵	۵۵۷۵	۸۵۱۳	۷۱۹۴	۵۵۱۵
V	۱۸۸	۱۷۳٫۴	۱۶۱	۱۹۱	۱۸۷٫۳	۱۷۴	۲۰۶٫۸	۱۸۶	۱۶۹٫۵	۵۱
Yb	۲	۵	۲	۵	۵	۲	۵	۲	۵	۲
Y	۴۶	۳۹٫۱	۴۱	۴۵٫۳	۳۷٫۱	۳۲	۳۵٫۱	۳۳	۴۰٫۵	۳۴
Zn	۷۱	۶۹٫۳	۶۳	۷۶٫۸	۷۴٫۹	۶۶	۷۰	۸۹	۹۶٫۲	۶۸
Zr	۲۱۷	۱۸۷	۱۷۳	۱۷۹	۱۷۸	۱۶۲	۱۶۰٫۹	۳۰۷	۳۵۱٫۵	۱۶۵

[DOR: 20.1001.1.17263689.1398.27.4.9.8]
[DOI: 10.29252/ijcm.27.4.855]

جدول ۲ خلاصه نتایج تجزیه نقطه‌ای کانی‌های پیروکسن (Px) و پلاژیوکلاز (Pl).

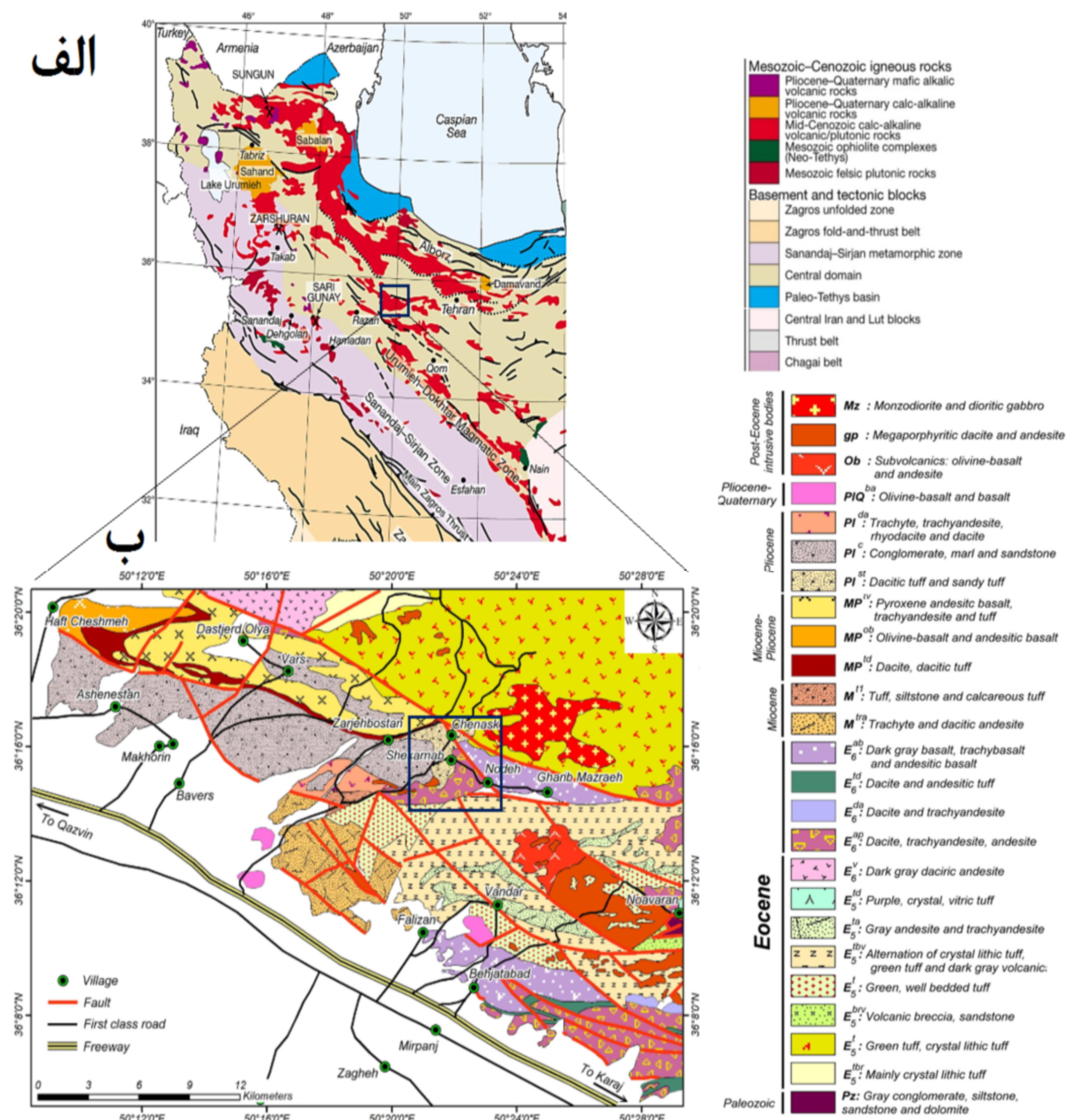
Min	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Pl	Pl	Pl	Pl
S. No.	-core۱	-rim۲	-core۳	-core۴	-core۵	-core۶	-core۷	-core۸	-rim۱	-core۲	-core۳	-rim۴
SiO_2	۵۱٫۸۴	۵۰٫۳۸	۴۹٫۱۸	۴۹٫۹۷	۴۸٫۷۴	۵۱٫۴۷	۵۰٫۹۷	۵۰٫۹۸	۵۳٫۳۹	۵۲٫۱۸	۴۵٫۶۲	۵۱٫۸۱
TiO_2	۰٫۵۱	۰٫۹۶	۱٫۱۶	۰٫۷۴	۰٫۸۹	۰٫۶۲	۰٫۶۹	۰٫۶۸	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۰۳	۰٫۰۸
Al_2O_3	۲٫۶۷	۳٫۸۱	۴٫۸۵	۵٫۰۵	۶٫۲۴	۲٫۵۲	۳٫۱۷	۳٫۲۵	۲۸٫۲۷	۲۹٫۵۲	۳۳٫۸۶	۲۹٫۳۴
Cr_2O_3	۰٫۲۰	۰٫۰۴	۰٫۰۰	۰٫۲۲	۰٫۱۲	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۴	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۰
FeO_t	۵٫۴۶	۸٫۸۵	۸٫۷۳	۶٫۰۳	۷٫۶۸	۸٫۴۰	۸٫۵۰	۸٫۷۶	۰٫۵۹	۰٫۷۷	۰٫۶۳	۰٫۵۷
MnO	۰٫۱۲	۰٫۲۹	۰٫۱۹	۰٫۱۲	۰٫۲۱	۰٫۳۶	۰٫۳۶	۰٫۳۳	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰
MgO	۱۶٫۱۴	۱۴٫۱۸	۱۳٫۸۲	۱۴٫۶۱	۱۳٫۸۷	۱۵٫۱۱	۱۴٫۸۲	۱۴٫۷۶	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۰۳	۰٫۰۴
CaO	۲۲٫۸۹	۲۱٫۱۷	۲۱٫۴۸	۲۳٫۰۷	۲۲٫۲۳	۲۱٫۱۳	۲۱٫۲۲	۲۰٫۶۳	۱۱٫۶۸	۱۲٫۷۷	۱۸٫۰۶	۱۳
Na_2O	۰٫۲۴	۰٫۶۴	۰٫۶۱	۰٫۳۵	۰٫۳۷	۰٫۳۷	۰٫۴۰	۰٫۳۸	۴٫۷۳	۴٫۱۶	۱٫۳۹	۴٫۱۳
K_2O	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۴۴	۰٫۳۴	۰٫۱۰	۰٫۴۱
NiO	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Total	۱۰۰٫۰۹	۱۰۰٫۲۹	۱۰۰٫۰۲	۱۰۰٫۱۶	۱۰۰٫۳۴	۹۹٫۹۹	۱۰۰٫۱۳	۹۹٫۸۱	۹۹٫۴۳	۹۹٫۹۱	۹۹٫۷۵	۹۹٫۳۸
Si	۱٫۹	۱٫۸۶	۱٫۸۲	۱٫۸۳	۱٫۷۹	۱٫۹	۱٫۸۸	۱٫۸۹	۴٫۹۳	۴٫۸۰	۴٫۲۷	۴٫۸۰
Ti	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱
Al^{IV}	۰٫۱۰	۰٫۱۴	۰٫۱۸	۰٫۱۷	۰٫۲۱	۰٫۱۰	۰٫۱۲	۰٫۱۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Al^{VI}	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۵	۰٫۰۷	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۳٫۰۷	۳٫۲۰	۳٫۷۳	۳٫۲۰
Cr	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
T Fe^{3+}	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
M1Fe^{3+}	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Fe^{2+}	۰٫۱۶	۰٫۲۷	۰٫۲۷	۰٫۱۹	۰٫۲۴	۰٫۲۶	۰٫۲۶	۰٫۲۷	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۰۵	۰٫۰۴
Mn	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Mg	۰٫۸۸	۰٫۷۸	۰٫۷۶	۰٫۷۹	۰٫۷۶	۰٫۸۳	۰٫۸۲	۰٫۸۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱
Ca	۰٫۹۰	۰٫۸۴	۰٫۸۵	۰٫۸۰	۰٫۸۸	۰٫۸۴	۰٫۸۴	۰٫۸۲	۱٫۱۵	۱٫۲۶	۱٫۸۱	۱٫۲۹
Na	۰٫۰۲	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۸۵	۰٫۷۴	۰٫۲۵	۰٫۷۴
K	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۱	۰٫۰۵
Ni	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Total	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۱۰٫۱۱	۱۰٫۱۲	۱۰٫۱۳	۱۰٫۱۴
Mg#	۰٫۸۵	۰٫۷۵	۰٫۷۴	۰٫۸۱	۰٫۷۶	۰٫۷۶	۰٫۷۶	۰٫۷۵	-	-	-	-
Wo	۴۶٫۰۵	۴۴٫۰۷	۴۶٫۰۶	۴۷٫۸۶	۴۶٫۶۳	۴۳٫۱۳	۴۳٫۵۲	۴۲٫۷۴	-	-	-	-
En	۴۵٫۱۸	۴۱٫۰۷	۴۰٫۳۴	۴۲٫۱۸	۴۰٫۴۵	۴۲٫۹۱	۴۲٫۲۹	۴۲٫۵۵	-	-	-	-
Fs	۸٫۷۷	۱۴٫۶۸	۱۴٫۶۱	۹٫۹۶	۱۲٫۹۲	۱۳٫۹۶	۱۴٫۱۹	۱۴٫۷۱	-	-	-	-
An	-	-	-	-	-	-	-	-	۵۶٫۳	۶۱٫۷	۸۷٫۳	۶۲
Ab	-	-	-	-	-	-	-	-	۴۱٫۲	۳۶٫۴	۱۲٫۱	۳۵٫۷
Or	-	-	-	-	-	-	-	-	۲٫۵	۲	۰٫۶	۲٫۳

زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد بررسی از نظر ساختاری در پهنه البرز و درست در قسمت جنوبی زیرپهنه البرز مرکزی واقع است [۶]. این منطقه در شرق قزوین، بین عرض‌های جغرافیایی ´۲۰°۳۶- ´۰۵°۳۶ شمالی و طول‌های جغرافیایی ´۳۰°۵۰-´۱۰°۵۰ شرقی قرار دارد (شکل ۱). واحدهای موجود در منطقه مورد بررسی شامل سه رخساره اصلی، نهشته‌های رسوبی و آذرآواری، روانه‌های گدازه آندزیتی و توده‌های آذرین درونی نیمه‌ژرف و آتشفشانی با فراوانی کم نسبت به مجموعه آتشفشانی هستند [۲۰] (شکل ۱). فوران سنگ‌های آتشفشانی منطقه را می‌توان در دو مرحله در نظر گرفت. مرحله اول شامل سنگ‌هایی برآمده از ماگماهایی است که در یک محیط دریایی کم عمق به همراه اندکی رسوبات فوران نموده‌اند. غالب سنگ‌های این مرحله اسیدی و وابسته به ائوسن هستند (معادل بخش‌های ۵ و ۶ سازند کرج) [۹]. سنگ‌های این مرحله بیشتر توف‌های سبز اسیدی و آندزیتی هستند. مرحله دوم بیشتر شامل سنگ‌های آتشفشانی حدواسط تا بازی و اغلب جوان‌تر از ائوسن است که در محیط خشکی فوران یافته‌اند و فاقد سنگ‌های رسوبی همراه هستند. توف‌های سبز اسیدی (مرحله اول) در شرق منطقه و فوران‌های مرحله دوم در غرب فراوانی بیشتری دارند. سنگ-های مرحله دوم شامل الیوین بازالت، بازالت، آندزی‌بازالت، -آندزیت تراکی و ریوداسیت هستند. این برونزدها ناشی از فوران‌های ائوسن تا الیگوسن هستند. واحدهای آتشفشانی بازی ائوسن بیشتر دارای ترکیب آندزیت بازالتی و گدازه‌های جوانتر بیشتر دارای ترکیب الیوین بازالت و بازالت هستند. به طور کلی، ترکیب بیشتر واحدهای آتشفشانی منطقه مورد بررسی (شکل ۱) بازیک تا متوسط است.

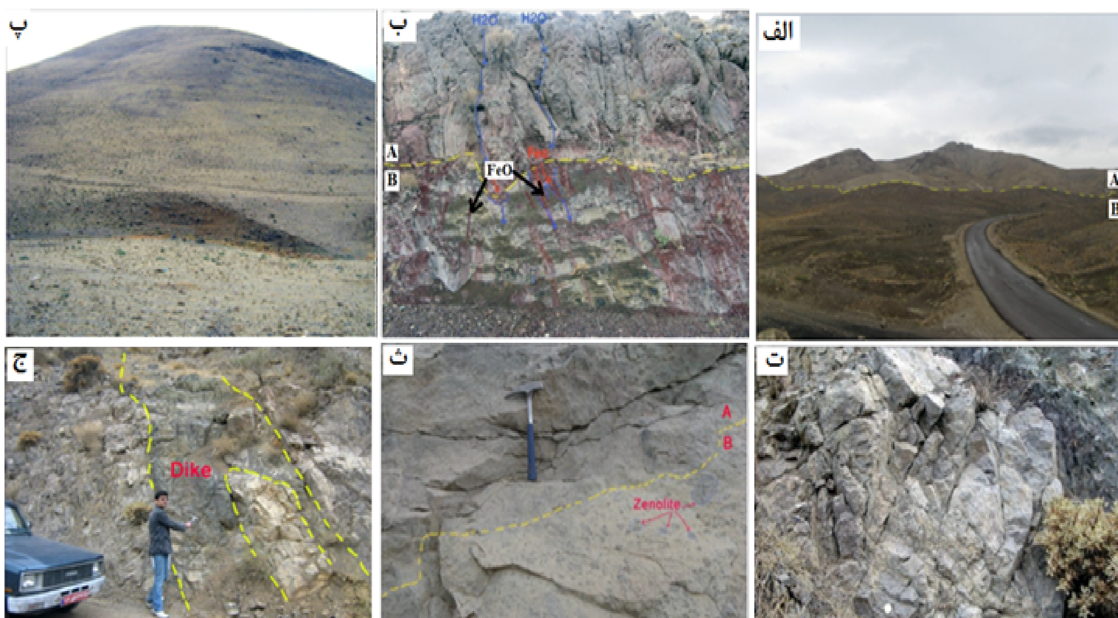
سیمای غالب منطقه مورد بررسی را سنگ‌های آتشفشانی متنوع (تیره و روشن)، نهشته‌های آذرآواری و نفوذی‌های نیمه‌عمیق (بیشتر دایک) تشکیل می‌دهند (شکل ۲ الف). در

بیشتر بخش‌های منطقه مورد بررسی، با تغییر شرایط محیط رسوبی از زیرآبی به محیط کم‌عمق تا قاره‌ای، کنگلومراها و ماسه‌سنگ‌های قرمز قاره‌ای، نهشته‌های آذرآواری و گدازه‌ای قلیایی بازیک تا حدواسط که نتیجه فوران‌های آتشفشانی -انفجاری شکافی در یک محیط هوایی هستند [۵] روی نهشته‌های رسوبی- آذرآواری پیشین فوران کرده‌اند. این گدازه‌ها بیشتر شامل الیوین بازالت، بازالت، آندزیت، آندزیت تراکی، تراکیت و هم‌ارز فازهای ۲ و ۳ در تقسیم‌بندی مرجع [۵] هستند.



شکل ۱ الف. نقشه زمین‌شناسی شمال غرب ایران، برگرفته از مرجع [۲۱] و ب) نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه مورد بررسی برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ قزوین [۲۲] با تغییرات جزئی.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1398.27.4.9.8]
[DOI: 10.29252/ijcm.27.4.855]



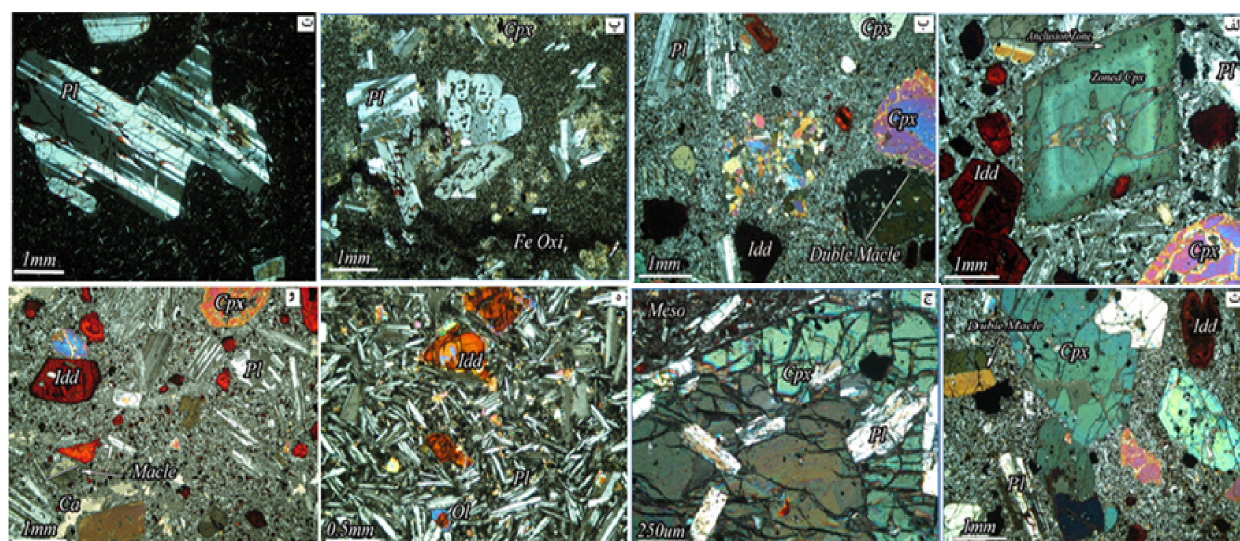
شکل ۲ الف) نمایی از واحد بازالتی (A) و واحد آندزیتی (B)، دید به سمت شمال غرب. ب) تراوش اکسید آهن از واحد آندزیتی در بالا به درون شکستگی‌های لایه توف پایینی در شمال منطقه. پ) گنبد جوان بازالتی اسکوری‌دار، دید به سمت شمال غرب. ت) نمایی از خردشدگی شدید در واحد بازالتی. ث) واحد آندزیتی-تراکیتی بدون زینولیت (A) و زینولیت‌دار (B). ج) تزریق دایک بازیک در واحد آندزیتی.

در بیشتر قسمت‌های منطقه، روانه گدازه‌های بازالتی-آندزیتی با رخساره‌های متنوع بر رخساره‌های آذرآواری چین‌خورده قرار دارند. افزون بر این، تنوع بافتی و کانی‌شناسی این رخساره شامل آندزیت‌ها با بافت مگاپورفیری و نیز آندزی‌بازالت‌های دارای درشت بلورهای اوژیت- دیوپسید بیانگر رخداد تغییرات شیمیایی در مخازن ماگمایی است. بیشتر این واحدها به علت هوازدگی و ایجاد اکسید آهن در آن‌ها به رنگ آجری کم‌رنگ و گاهی کاملاً قرمز هستند. در بعضی از این واحدها، اکسید آهن از طریق شکستگی‌ها از یک واحد به واحد دیگر تراوش کرده و منظره ویژه‌ای به واحد زیرین داده است (شکل ۲ ب). در صحرا، گدازه‌ها به دو صورت گسله و همشیب نسبت به هم قرار دارند. در بسیاری از موارد، واحدهای مختلف و توف‌های همراه آنها به علت تعدد و گسل‌خوردگی منطقه چنان بهم ریخته‌اند که در عمل تفکیک آنها غیرممکن است. گدازه‌ها در منطقه هم به صورت روانه و هم بصورت گنبدی وجود دارند (شکل ۲ پ). به طور کلی، منطقه مورد بررسی از متنوع‌ترین قسمت‌های البرز است.

بازالت‌ها بالاترین بخش ائوسن هستند و به طور محلی از بازالت قلیایی فلدسپاتوئیددار تشکیل شده‌اند و در نمونه دستی به رنگ خاکستری تیره هستند. این واحد در زیر گسل بزرگ قزوین واقع بوده و به همین دلیل خرد شده است (شکل ۲ ت). روی گدازه‌های بازالتی، گدازه‌های بازالتی تراکی به شکل توده‌ای و گاهی لایه‌لایه با ضخامت حدود ۵۰ متر رخنمون دارند. در قسمتی از واحد تراکی بازالت و تراکی آندزیت، برونبوم‌های فراوانی دیده می‌شوند که اندازه آنها از مقیاس میکروسکوپی تا حدود ۱۰ سانتیمتر متغیر است. برونبوم‌ها نسبت به زمینه سنگ تیره‌تر و سبز رنگ‌تر هستند (شکل ۲ ث). رخساره شبه آتشفشانی نیز بیشتر شامل توده‌های نفوذی و نیمه‌نفوذی با ترکیب بازی و حدواسط بوده و شامل میکروگابرو، مونزودیوریت، دایک دیابازی، داسیت آندزیت مگاپورفیری و الیوین بازالت هستند. دایک‌ها به صورت موازی در سنگ‌های آتشفشانی قدیمی‌تر تزریق شده‌اند. ضخامت دایک‌ها بین ۲ تا ۵ متر متغیر است. برای همه این توده‌ها سن پس از ائوسن در نظر گرفته شده است [۲۳] (شکل ۲ ج).

سنگ‌نگاری

براساس بررسی‌های سنگ نگاری سنگ‌های منطقه اغلب دارای بافت پورفیری (شکل ۳ الف) و گلومروپورفیری (شکل ۳ ب) در خمیره میکرولیتی شیشه‌ای هستند. افزون بر این بافت‌ها، در برخی از نمونه‌ها به صورت فرعی بافت‌های میکرولیتی پورفیریتیک، شیشه پورفیری، غربالی و غربالی نیز دیده می‌شود. درشت بلورها شامل پلاژیوکلاز، پیروکسن و الیوین ایدینگزیتی در یک زمینه میکرولیتی شیشه‌ای شامل ریزبلورهای پلاژیوکلاز، پیروکسن، هورنبلند، الیوین و اکسید آهن قرار دارند.



شکل ۳ تصاویر میکروسکوپی آندزیت و آندزیت بازالت‌ها: الف) بافت پورفیری؛ ب) بافت گلومروپورفیری، پ) بافت غربالی در بلورهای پلاژیوکلاز، ت) خوردگی خلیج‌مانند در اطراف بلورهای پلاژیوکلاز، ث) ماکل دوتایی بلورهای کلینوپیروکسن، ج) بافت غربالی، ه) بلورهای ایدینگزیتی شده الیوین در خمیره‌ای ریزبلور، و) بافت میکرولیتی پورفیری. (Pl: پلاژیوکلاز، Hb: هورنبلند، Cpx: کلینوپیروکسن، Ol: الیوین، Ca: کلسیت، Idd: ایدینگزیت، Fe Oxi: اکسید آهن [۳۲]).

پلاژیوکلاز: بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار پلاژیوکلاز از نوع بیتونیت و لابرادوریت با ابعاد متغیر حدود ۵۰ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهند. این بلورها بیشتر سالم هستند و به ندرت به سریسیت تجزیه شده‌اند. ماکل تکراری، بافت غربالی (شکل ۳ پ) و در مواردی منطقه‌بندی بسیار ظریف در آنها دیده می‌شود. بافت غربالی می‌تواند بر اثر آمیختگی ماگمایی [۲۴] یا بر اثر کاهش فشار و صعود سریع ماگما به وجود آید [۲۵]. در لبه بعضی از بلورهای این کانی، آثار خوردگی نیز دیده می‌شود که می‌توان آن را به تغییرات فشار، عدم تعادل شیمیایی درشت بلورها با ماگما [۲۶] و یا آلایش پوسته‌ای [۲۷] هنگام خروج گدازه نسبت داد (شکل ۳ ت). بخش‌های خورده شده گاهی توسط بلورهای ریز خمیره اشغال شده و در بعضی موارد به صورت حفره باقی مانده‌اند.

پیروکسن: دومین کانی فراوان موجود در سنگ‌های مورد بررسی بلورهای پیروکسن به صورت کلینوپیروکسن‌های نیمه‌شکل‌دار تا خودشکل از نوع اوژیت است. بلورها اغلب سالم هستند و در مواردی نیز تجزیه شده‌اند. این کانی حدود ۴۰ درصد درشت بلورهای سنگ را شامل می‌شود. پیروکسن‌ها افزون بر آن که به صورت درشت بلور در سنگ ظاهر می‌شوند، از اجزای اصلی زمینه نیز به شمار می‌روند. این بلورها در مواردی منطقه‌بندی دارند و در آنها ماکل‌های نواری و دوتایی رایج است (شکل ۳ ث). منطقه‌بندی در بلورهای کلینوپیروکسن در صورت همراه بودن با سایر شواهد بافت‌های غیرتعادلی به عنوان نشانه‌ای از آمیختگی ماگمایی در نظر گرفته می‌شود [۲۸]. بافت غربالی درکلینو پیروکسن‌ها نیز دیده می‌شود. گاهی ریزسنگ‌های حبس شده کاملاً خودشکل بوده و نشان‌دهنده تشکیل آن‌ها پیش از بلورهای پیروکسن هستند (شکل ۳ ج). کلینوپیروکسن‌ها نیز آثار دگرسانی از خود نشان می‌دهند و بیشتر به ایدینگزیت، اورالیت و کانی‌های رسی تبدیل شده‌اند.

الیوین: بلورهای الیوین اغلب به طور کامل به ایدینگزیت تبدیل شده و فقط قالب کانی اولیه باقی مانده است. ایدینگزیت‌ها اغلب کدر شده‌اند (شکل ۳ ه). این امر در اثر اکسایش گرمابی، تغییر دما، سردشدگی و فوران سریع، کاهش فشار جانبی و در گریزندگی اکسیژن بالا رخ می‌دهد [۲۹]. بنابراین، الیوین‌هایی که از نظر آهن (فایالیت) از غنی‌شدگی بیشتری برخوردار باشند، اغلب به ایدینگزیت تبدیل می‌شوند [۳۰].

خمیره: خمیره حدود ۲۰ درصد سنگ را تشکیل می‌دهد و شامل شیشه و ریز بلورهای پلاژیوکلاز، پیروکسن، آمفیبول و گاهی الیوین‌های ایدینگزیتی شده و اکسیدهای آهن است که باعث تشکیل بافت میکرولیتی پورفیری شده است (شکل ۳ و). بلورهای آمفیبول ریزبلور (کوچک‌تر از ۱ میلی‌متر) هستند و کمتر از ۲ درصد از کل سنگ را تشکیل می‌دهند. میکرولیت‌های پلاژیوکلاز کمی سریسیتی شده‌اند. کانی‌های تیره ریز و

پراکنده نیز در خمیره برخی نمونه‌ها دیده می‌شوند که در مواردی بلورهای ریز خودشکل مگنتیت قابل تشخیص هستند. در اعماق کمتر و نزدیک به سطح، فرآیند اکسایش نیز رخ داده و سبب تشکیل دانه‌های ریز اکسید آهن مانند هماتیت در اطراف بلورها شده است [۳۱].

شیمی کانی

پلاژیوکلاز: فراوان‌ترین کانی تشکیل دهنده سنگ‌های منطقه پلاژیوکلاز است. نتایج تجزیه نقطه‌ای پلاژیوکلازها در جدول ۲ آورده شده‌اند. در نمودار سه‌تایی Ab-An-Or [۳۲]، پلاژیوکلازها در گستره لابرادوریت تا بیتونیت قرار دارند (شکل ۴ الف). تغییر مقدار آنورتیت از مرکز به سمت لبه بلور در پلاژیوکلازهای دارای منطقه‌بندی پیوسته به صورت کاهشی (عادی) و در پلاژیوکلازهای دارای منطقه‌بندی ناپیوسته تا حدودی نوسانی است. تغییراتی که در مقدار آنورتیت از مرکز تا لبه بلور دیده می‌شود با جدایش بلوری سازگاری دارد [۳۳]. کاهش فشار در اثر صعود ناگهانی ماگما و افزایش گریزندگی اکسیژن نیز از دیگر عوامل اثرگذار در تغییر مقدار آنورتیت پلاژیوکلاز از مرکز به سمت لبه است [۳۴]. چنین به نظر می‌رسد که تغییر گریزندگی اکسیژن در نتیجه تزریق پی در پی ماگما از گوشته به درون آشیانه ماگمایی موجب تغییر ترکیب شیمیایی مذاب و بلورهای موجود در آشیانه ماگمایی شده است.

کلینوپیروکسن: نتایج تجزیه نقطه‌ای کلینوپیروکسن‌ها در جدول ۲ آورده شده‌اند. در نمودار سه‌تایی En-Wo-Fs [۳۵]، کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی در گستره دیوپسید تا اوژیت قرار دارند (شکل ۴ ب). ترکیب اعضای نهایی کلینوپیروکسن‌های دیوپسیدی در نمونه‌های مورد بررسی $Fs_{16.06-19.61}En_{43.46-51.74}Wo_{28.65-40.49}$ است. کلینوپیروکسن‌ها دارای Mg# بین ۰/۷۴ تا ۰/۸۵ هستند. مقدار Mg# بیش از ۷۰ درصد در کلینوپیروکسن‌ها نشان دهنده جدایش آن‌ها از یک ماگمای اولیه در دمای بالاست [۳۶].

زمین دمافشارسنجی

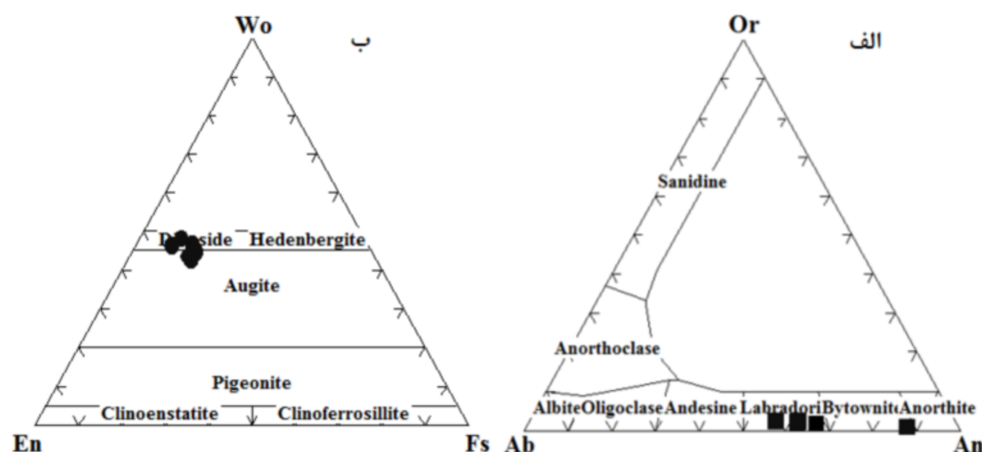
درک بهتر چگونگی پیدایش یک سنگ نیازمند شناخت شرایط پیدایش آن است. ترکیب کانی‌ها در شناسایی شرایط دما-فشار هنگام تبلور بسیار به کار برده می‌شود [۳۸،۳۷]. در این بخش با استفاده از ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن، شرایط دما-فشاری تعادل بلور- مذاب بحث و ارزیابی می‌شود.

دماسنجی: برای دماسنجی برپایه کلینوپیروکسن روش‌های متعددی وجود دارد که در ادامه دو روش شرح داده می‌شود الف) در روش مرجع [۳۹]، تعیین دو شاخص زیر ضروری است:

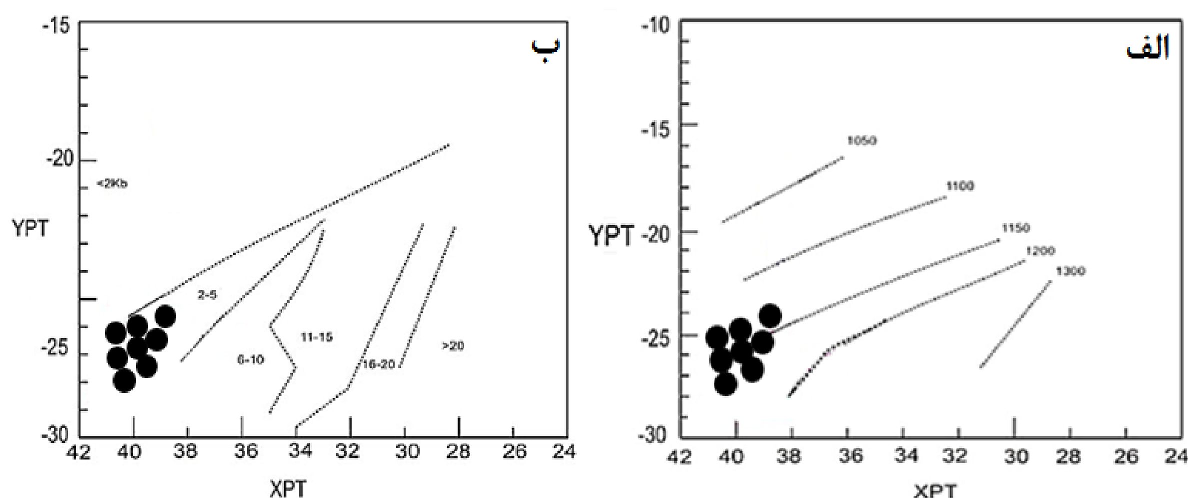
$$XPT = 0.446SiO_2 + 0.187TiO_2 - 0.404Al_2O_3 + 0.346FeO_{(tot)} - 0.052MnO + 0.309MgO + 0.431CaO - 0.446Na_2O \quad (۱)$$

$$YPT = -0.369SiO_2 + 0.535TiO_2 - 0.317Al_2O_3 + 0.323FeO_{(tot)} + 0.235MnO - 0.516MgO - 0.167CaO - 0.153Na_2O \quad (۲)$$

این روش در دماسنجی دو مزیت دارد: اول اینکه حضور همزمان دو پیروکسن الزامی نیست و دوم اینکه برای انواع پیروکسن‌های Mg-Ca-Fe و Fe-Mg قابل استفاده است. به کمک نمودار ترکیبی ارائه شده بر پایه XPT نسبت به YPT، دمای تبلور کلینوپیروکسن‌ها در سنگ‌های مورد بررسی، ۱۱۳۰ تا ۱۱۷۵ درجه سانتی‌گراد به دست آمد (شکل ۵ الف).



شکل ۴ الف) جایگاه ترکیبی پلاژیوکلازهای موجود در گدازه‌های بازیک مورد بررسی بر نمودار تقسیم‌بندی فلدسپارها [۳۰] و ب) نمودار سه‌تایی En-Wo-Fs [۳۵] برای رده‌بندی کلینوپیروکسن‌ها.



شکل ۵ الف و ب) تعیین دما و فشار تبلور پیروکسن با استفاده از نمودار XPT نسبت به YPT [۳۷].

زمین دماسنجی با استفاده از روش پیشنهادی کرتز: در این روش دمای تبلور پیروکسن‌ها براساس فراوانی کاتیون‌های دوظرفیتی Mg ، Ca و Fe^{2+} ارزیابی می‌شود. رابطه پیشنهادی کرتز [۴۰] به صورت زیر است:

$$T(°C) = \{1000/(0.054 + 0.608XCpx - 0.304Ln(1- 2[Ca]Cpx))\} - 273 \qquad (۳)$$

که در رابطه بالا

$$XCpx = [Fe2 + /(Fe2^{+} + Mg)]Cpx \qquad (۴)$$

با استفاده از این روش، میانگین دمای تشکیل کلینوپیروکسن‌ها در سنگ‌های مورد بررسی حدود ۱۱۳۰ درجه سانتی‌گراد برآورد شد.

فشارسنجی: با توجه به نمودار مرجع [۳۹] براساس مقادیر YPT و XPT، فشار تبلور کلینوپیروکسن‌ها در بازالت‌های شرق قزوین حدود ۲ تا ۵ کیلوبار برآورد می‌شود (شکل ۵ ب).

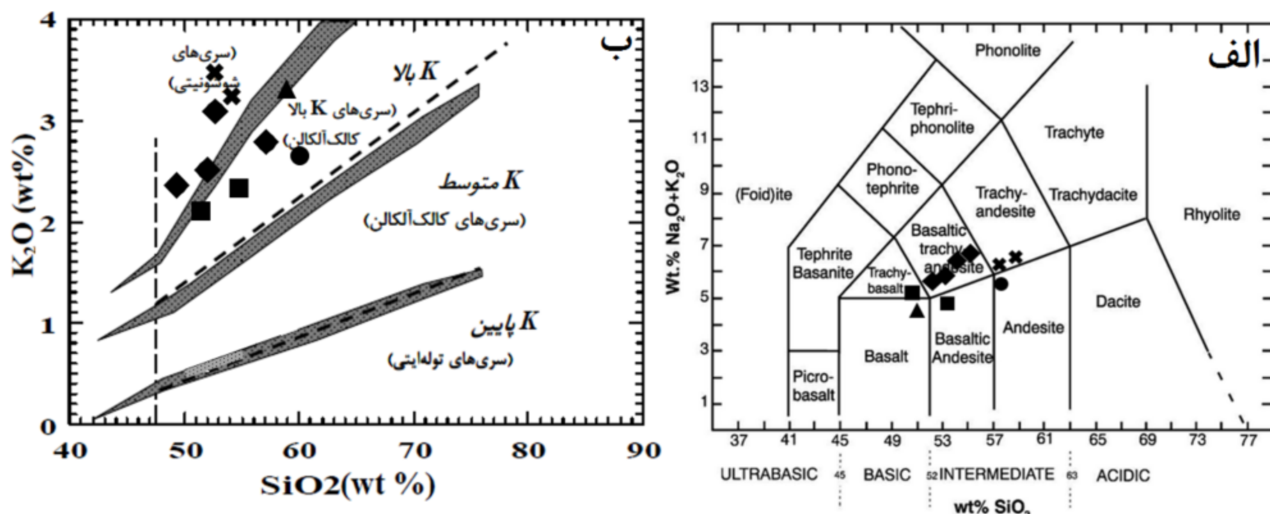
دما-فشارسنجی بر اساس مرجع [۴۱]: محاسبات دما و فشار بر اساس روش مرجع [۴۱]، وابسته به ترکیب کلینوپیروکسن و مذاب بازالتی در تعادل با آن است. بر پایه این روش، دما حدود ۱۱۲۰ تا ۱۲۳۲ درجه سانتی‌گراد برآورده شد. همچنین بر اساس روابط محاسبه فشار [۴۱]، فشار برآورده شده برای نمونه‌های آندزیتی شرق قزوین در گستره ۲ تا ۵ کیلوبار است.

زمین شیمی سنگ کل

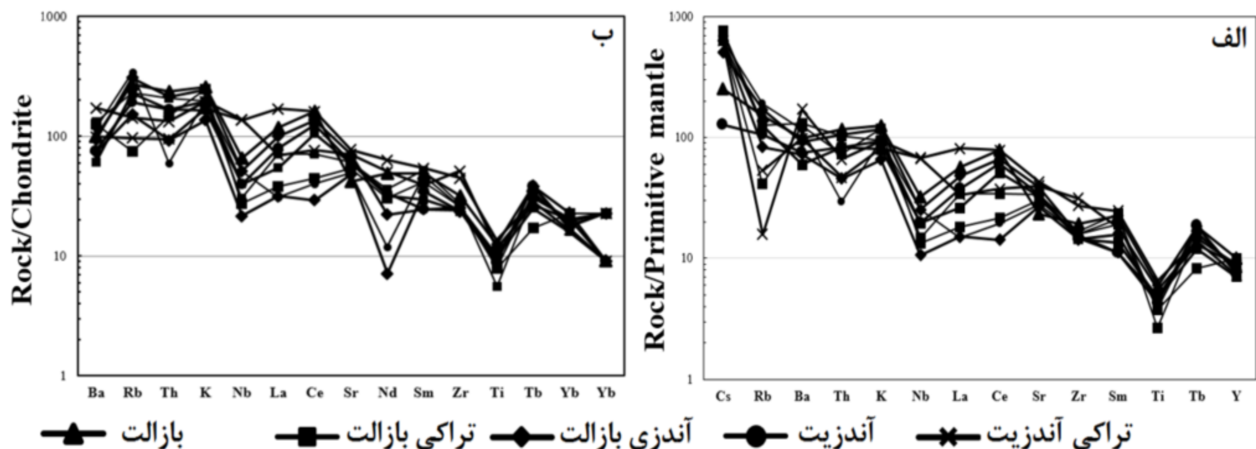
داده‌های تجزیه شیمیایی سنگ کل گدازه‌های آتشفشانی مورد بررسی در جدول ۲ آورده شده‌اند. مقدار سیلیس نمونه‌ها از ۴۶ تا ۵۹ درصد وزنی متغیر است و دارای ترکیب حدواسط تا بازیک هستند. در نمودار رده‌بندی TAS [۴۲]، سنگ‌های مورد بررسی در گستره‌های بازالت، آندزی‌بازالت، تراکی‌بازالت تراکی‌آندزیت بازالتی و تراکی آندزیت قرار دارند (شکل ۶ الف) و در نمودار K_2O نسبت به SiO_2 [۴۳] در رده آهکی قلیایی پتاسیم بالا تا شوشونیتی رده‌بندی می‌شوند (شکل ۶ ب). به طور کلی، در نوار ماگمایی البرز، از جنوب به شمال در راستای عمود بر نوار، مقدار پتاسیم در سنگ‌های ماگمایی افزایش می‌یابد، به طوری که اغلب نمونه‌ها در گستره آهکی‌قلیایی پتاسیم بالا و یا حتی شوشونیتی قرار دارند [۹].

در نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه [۴۴] (شکل ۷ الف)، همه نمونه‌ها به طور نسبی از عناصر خاکی نادر سبک (LREE) غنی‌شدگی و از عناصر خاکی نادرسنگین (HREE) تهی‌شدگی نشان می‌دهند. وجود چنین ویژگی‌هایی از مشخصات بارز ماگماهای وابسته به کمان [۴۶،۴۵] و به ویژه ماگماهای آهکی قلیایی نواحی فرورانش کرانه قاره‌ای است. وجود بیهنجاری مثبت در عناصری چون K و Th و می‌تواند بیانگر نقش مواد پوسته‌ای در دگرگونی‌های ماگمای مولد توده‌های نفوذی مورد بررسی باشد [۴۷]. در نمودار چند عنصری بهنجار شده به کندریت [۴۸] (شکل ۷ ب)، بیهنجاری منفی Ti و Nb می‌تواند ناشی از عملکرد فرآیندهای مختلف حاکم بر فعالیت ماگمایی کمان‌های آتشفشانی وابسته به فرورانش باشد [۵۰،۴۹]. غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE در الگوی عناصر کمیاب بهنجارشده به کندریت می‌تواند ناشی از درجه پایین ذوب‌بخشی و بالا بودن مقادیر LREE نسبت به HREE در سنگ خاستگاه [۵۲،۵۱] و آلودگی ماگما توسط مواد پوسته‌ای [۵۳] باشد.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1398.27.4.9.8]
[DOI: 10.29252/ijcm.27.4.855]



شکل ۶ جایگاه نمونه‌های مورد بررسی در الف نمودار رده‌بندی TAS [۴۲]. و ب) نمودار تفکیک سری‌های ماگمایی [۴۳].



شکل ۷ نمودارهای عنکبوتی (چند عنصری) برای سنگ‌های آتشفشانی مورد بررسی بهنجار شده نسبت به الف ترکیب گوشته اولیه [۴۴]، و ب) کندریت [۴۸]. (بازالت مثلث، آندزی‌بازالت لوزی، تراکی‌بازالت مربع، آندزیت دایره و تراکی‌آندزیت ضربدر).

وجود بی‌هنجاری منفی Sr در نمونه‌های جدایش یافته‌تر آندزیتی تراکی به جدایش پلاژیوکلازهای غنی از کلسیم، انباشت آنها در بازالت‌ها و فراوانی کمتر آنها در آندزیت‌های تراکی مربوط است. پراکندگی موجود در عناصر LILE چون Ba، K و Rb به ویژه در بازالت‌ها، به تحرک بالای این عناصر در جریان دگرسانی و رخداد آلایش پوسته‌ای مرتبوط است [۵۴]. به‌طور کلی می‌توان گفت که بی‌هنجاری‌های منفی عناصر HFSE همراه با غنی‌شدگی در عناصر LILE در نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده به کندریت و گوشته اولیه برای فازهای آتشفشانی مورد بررسی، وابسته به یک محیط فرورانشی و دگرگونی از یک ماگمای آهکی‌قلیایی به آهکی‌قلیایی پتاسیم بالاست.

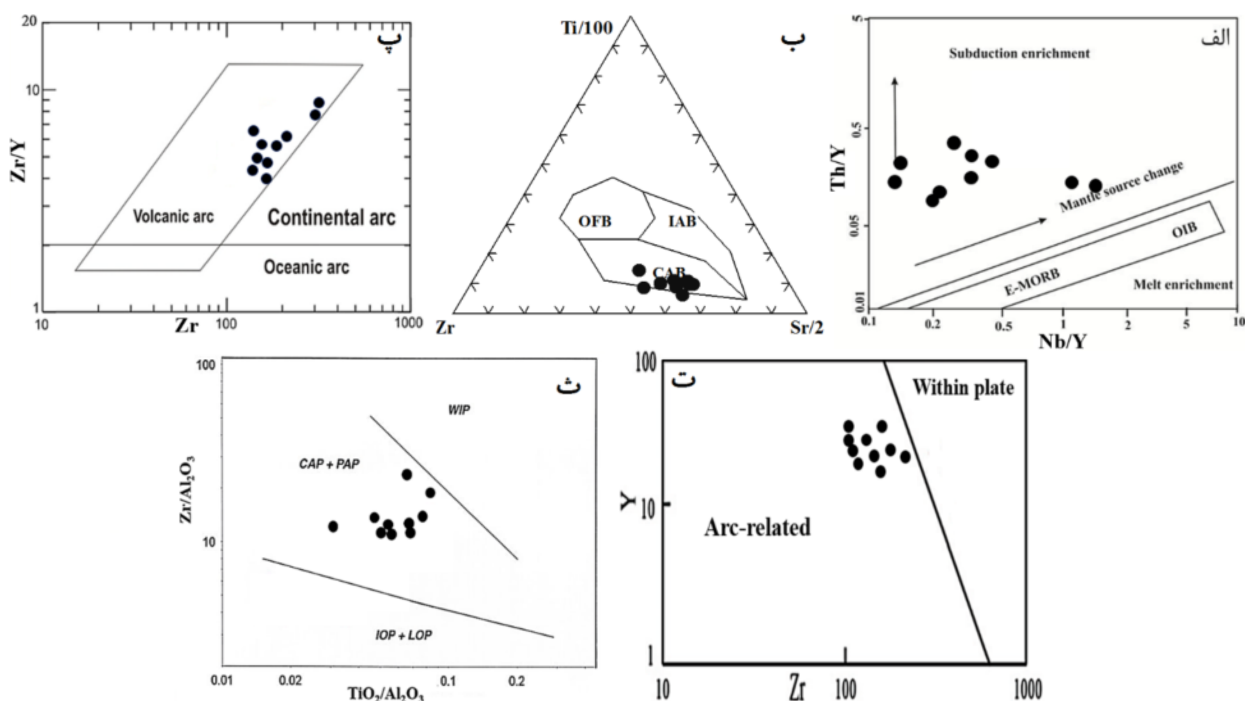
جایگاه زمین ساختی ماگمایی براساس شیمی کل

با توجه به نمودار Th/Y نسبت به Nb/Y [۴۶] (شکل ۸-الف)، نمونه‌های مورد بررسی روند غنی‌شدگی در مناطق فرورانش را نشان می‌دهند. نسبت Th/Y بالاتر در سنگ‌ها، بیانگر این است که گوشته بیشتر دستخوش سیال‌های آزاد شده از سنگ کره فرورانش کننده شده است [۵۵]. نسبت Ba/Nb بالاتر از ۲۸ و نسبت Ba/La بالاتر از ۳ نشان دهنده جایگاه کمان قاره‌ای برای سنگ‌های آذرین است [۵۶]. مقادیر یاد شده در کمان‌های آتشفشانی بیشتر از مناطق کششی و مناطق پشت کمان است [۵۷]. در نمونه‌های مورد بررسی، مقدار میانگین نسبت‌های یاد شده به ترتیب ۴۸۰ و ۳۸ است که نشان دهنده جایگاه کمان قاره‌ای برای سنگ‌های آتشفشانی

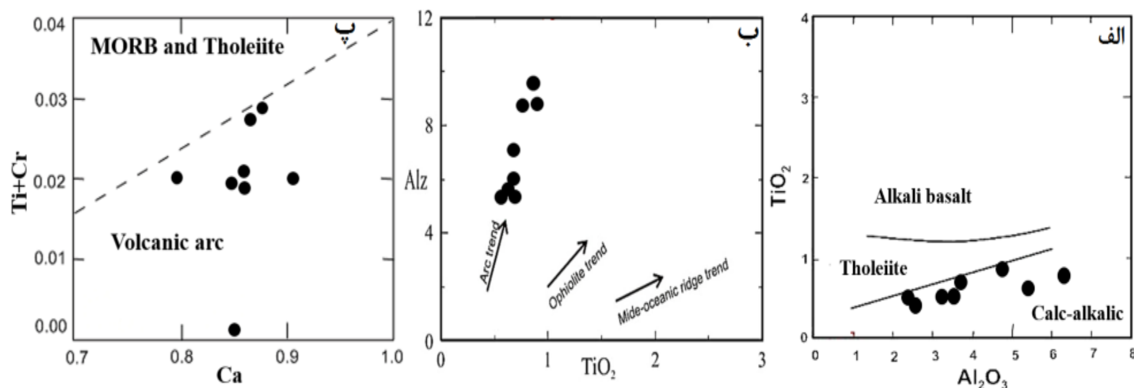
شرق قزوین است. با توجه به شکل‌های ۸ ب [۵۸] و ۸ پ [۴۶]، همه نمونه‌ها در گستره کمان قاره‌ای (CAB) قرار دارند. از نسبت عناصر کمیاب Zr/Y می‌توان برای تشخیص نظام زمین‌ساختی استفاده کرد [۵۹]، به این صورت که گدازه‌های با Zr/Y>3 وابسته به کمان‌های آتشفشانی قاره‌ای و با Zr/Y<3 وابسته به کمان‌های آتشفشانی اقیانوسی هستند. سنگ‌های آتشفشانی منطقه مورد بررسی دارای Zr/Y>3 هستند و در گروه کمان آتشفشانی قاره‌ای قرار دارند. همچنین به منظور تفکیک جایگاه کمان ماگمایی از جایگاه درون صفحه، از نمودار Zr/Al_2O_3 نسبت به TiO_2/Al_2O_3 و نمودار Y نسبت به Zr استفاده شد [۶۰] (شکل‌های ۸ ت و ث). بر این اساس نیز، سنگ‌های آتشفشانی منطقه در گستره کمان قاره‌ای مناطق برخوردی قرار دارند. برای تشخیص کمان ماگمایی کرانه فعال قاره‌ای از نوع جزایر اقیانوسی، با توجه به بالا بودن نسبت Zr در نمونه‌ها می‌توان این کمان ماگمایی را ناشی از فرورانش یک پوشته اقیانوسی به زیر یک پوسته قاره‌ای در نظر گرفت و به این ترتیب محیط زمین‌ساختی ماگمایی سنگ‌های مورد بررسی یک محیط کرانه فعال قاره‌ای است.

سری ماگمایی و محیط زمین‌ساختی ماگمایی براساس شیمی‌کانی

ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها تابعی از ترکیب شیمیایی و خاستگاه ماگمای میزبان آنهاست [۶۱]. بنابراین، ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها به ویژه انواع درشت بلور آن اطلاعات ارزشمندی را جهت روشن شدن سری ماگمایی [۱۸] و جایگاه زمین‌ساختی سنگ میزبان در اختیار می‌گذارند [۱۹]. در نمودار Al_2O_3 نسبت به TiO_2 [۶۲]، نمونه‌ها در گستره آهکی‌قلیایی واقع شده‌اند (شکل ۹ الف). با توجه به پایین بودن مقدار Ti در فرمول ساختاری پیروکسن‌های موجود در سنگ‌های مورد بررسی و بالابودن مقدار SiO_2 آن‌ها، می‌توان گفت که این کانی ویژگی پیروکسن‌های متبلور شده در مذاب‌-های وابسته به کمان‌های آتشفشانی را نشان می‌دهد [۱۹]. بر اساس نمودار تغییرات AlZ= (Al^{IV}*100/2) نسبت به TiO_2 [۶۳] برای پیروکسن‌ها که سنگ‌های وابسته به فرورانش را از سنگ‌های مربوط به افیولیت و کافت تفکیک می‌کند، پیروکسن‌های مورد بررسی با روند وابسته به فرورانش همخوانی دارند (شکل ۹ ب). در نمودار Ti + Cr نسبت به Ca [۶۴]، نیز کلینوپیروکسن‌ها روند کمان آتشفشانی را نشان می‌دهند (شکل ۹ پ).



شکل ۸ تعیین محیط زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی منطقه مورد بررسی با استفاده از الف) نمودار Th/Y نسبت به Nb/Y [۴۶]، ب) نمودار سه تایی Ti/100-Zr-Sr/2 [۵۸]، پ) نمودار تغییرات Zr نسبت به Zr/Y [۴۶]، ت) نمودار Zr/Al_2O_3 نسبت به TiO_2/Al_2O_3 [۶۰]، و ث) نمودار Y نسبت به Zr [۶۰].



شکل ۹ ترکیب کلینوپیروکسن‌ها برای شناسایی ماهیت و محیط زمین ساختی ماگمای گدازه‌های والد سنگ‌های آتشفشانی شرق قزوین در الف) نمودار Al_2O_3 نسبت به TiO_2 [۶۲]، ب) نمودار Alz (Al^{IV}*100/2) نسبت به TiO_2 [۶۳] و پ) نمودار Ti+Cr نسبت به Ca [۶۴].

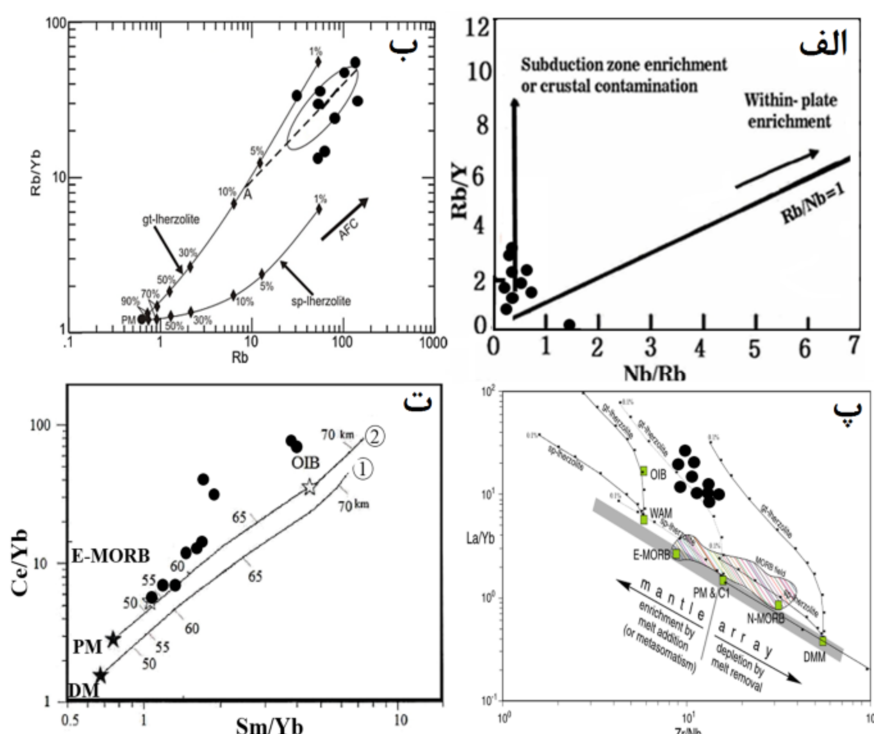
عوامل کنترل کننده فعالیت ماگمایی در منطقه مورد بررسی

از عوامل کنترل کننده فعالیت ماگمایی در کمان‌های ماگمایی می‌توان به گوه گوشته‌ای، ورقه اقیانوسی فرورونده، رسوب‌های فرورونده، ضخامت پوسته و شیب ورقه فرورونده اشاره کرد. از نمودار Rb/Y –Nb/Rb می‌توان برای تشخیص غنی‌شدگی به وسیله سیال‌ها در منطقه فرورانش یا آلودگی پوسته‌ای استفاده کرد [۶۵] (شکل ۱۰ الف). بر این اساس، ماگمای سازنده سنگ‌های مورد بررسی از ذوب‌بخشی گوه گوشته‌ای غنی شده واقع در بالای ورقه اقیانوسی فرورونده که تا حدی دستخوش آلایش پوسته‌ای شده، ناشی شده است. همچنین به منظور پی بردن به احتمال شکل‌گیری سنگ‌های منطقه از ذوب‌بخشی گوشته از نمودار Rb/Yb نسبت به Rb [۶۶] (شکل ۱۰ ب) و نمودار La/Yb نسبت به Zr/Nb [۶۷] (شکل ۱۰ پ) استفاده شد. چنان که در این شکل‌ها دیده می‌شود، روند داده‌های گدازه‌های منطقه بر منحنی ذوب گارنت لرزولیت منطبق بوده و بیانگر میزان ذوب‌بخشی ۵ تا ۱۰ درصد برای تولید ماگمای تشکیل دهنده این گدازه‌هاست. به نظر [۶۸] نسبت‌های REEها چون نسبت Ce/Yb می‌تواند شاخص خوبی برای نشان دادن عمق ذوب‌بخشی باشند، زیرا این نسبت‌ها طی فرآیندهای تبلور جدایشی به نسبت ثابت مانده و تغییر چندانی نمی‌کنند. جایگاه نمونه‌های مورد بررسی بر اساس الگوی پیشنهادی مرجع [۶۹] بر پایه ذوب‌بخشی در دو گوشته تهی شده و غنی شده، نشان می‌دهد که ماگمای مادر سنگ‌های منطقه از گوشته غنی شده و در ژرفای ۵۰ تا ۷۰ کیلومتر پدید آمده است (شکل ۱۰ ت).

بحث

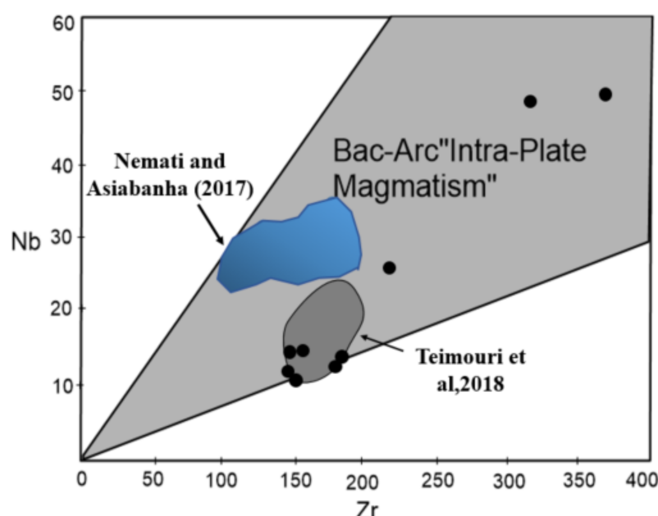
ویژگی‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی شرق قزوین مانند فعالیت ماگمایی نفوذی آهکی قلیایی- شوشونیتی در سنگ‌های نفوذی پس از ائوسن البرز غربی [۷۰] و البرز مرکزی [۷۱] و نیز در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن و جوانتر از ائوسن البرز غربی [۷۲،۱۵] گزارش شده‌اند. افزون بر این، جایگاه زمین‌ساختی فعالیت ماگمایی ماگماتیسم البرز در ترشیری مشابه آنچه نمونه‌های منطقه نشان می‌دهند، در بقیه مناطق البرز نیز وابسته به پهنه فرورانش است. به طوری که در البرز غربی فعالیت آتشفشانی پس از ائوسن ویژگی‌های کمان قاره‌ای را نشان می‌دهد [۷۲]. ویژگی‌های زمین‌شیمیایی فعالیت آتشفشانی ائوسن البرز غربی نشان می‌دهد که فعالیت ماگمایی با گذر زمان از شکل فوران‌های زیردریایی به روانه‌های محیط بیرون از آب تغییر یافته است. این سنگ‌ها آهکی‌قلیایی پتاسیم بالا تا شوشونیتی هستند و شواهد زمین شیمیایی آنها چون غنی‌شدگی از LILE و تهی‌شدگی از HFSE نشان دهنده تأثیرپذیری خاستگاه مذاب از فرآیندهای پهنه فرورانش است که سپس در محیط کششی پشت قوسی دچار ذوب بخشی شده است [۷۳،۱۵]. فعالیت ماگمایی نفوذی البرز غربی در زمان الیگوسن نیز خاستگاه گوشته‌ای دگرنهاده وابسته به فرآیندهای فرورانشی را نشان می‌دهد [۷۴]. با توجه به ماهیت آهکی قلیایی و پتاسیم بالای سنگ‌های منطقه البرز غربی می‌توان گفت که این سنگ‌ها در اثر عمیق شدن فرورانش صفحه عربی به زیر صفحه ایران شکل گرفته‌اند. به طور کلی در کمان ماگمایی پهنه ایران مرکزی و البرز، از جنوب به شمال در راستای عمود بر کمان، مقدار پتاسیم در سنگ‌های ماگمایی افزایش می‌یابد، به طوریکه در البرز اغلب نمونه‌ها در گستره آهکی قلیایی پتاسیم بالا و یا حتی شوشونیتی قرار دارند [۹] این امر به افزایش ضخامت پوسته قاره‌ای و در نتیجه افزایش احتمال آلایش و هضم پوسته توسط ماگما مربوط است [۱۵].

[DOR: 20.1001.1.17263689.1398.27.4.9.8]
[DOI: 10.29252/ijcm.27.4.855]



شکل ۱۰ الف) جایگاه سنگ‌های مورد بررسی در نمودار Rb/Y نسبت به Nb/Rb [۶۵]؛ ب) نمودار دوتایی Rb/Yb نسبت به Rb [۶۶] نشان دهنده منحنی‌های ذوب. نقطه A (خط چین) محل برخورد روند داده‌ها با منحنی ذوب گارنت لرزولیت است؛ پ) نمودار La/Yb نسبت به Zr/Nb [۶۷]؛ ت) سنگ‌های آتشفشانی منطقه در نمودار Sm/Yb نسبت به Ce/Yb [۶۹]. (PM: گوشته اولیه و DM: گوشته تهی شده).

احتمال دیگر این است که با افزایش عمق پهنه فرورانش، ذوب کانی‌های پتاسیم‌دار چون فلوگوپیت و آمفیبول پاراگازیتی، موجب افزایش پتاسیم ماگما شده باشد [۷۵]. بررسی‌های متعدد انجام شده پیرامون فعالیت ماگمایی و وضعیت زمین‌ساختی پالئوژن در ایران نشان می‌دهند که فعالیت آتشفشانی وابسته به کمان در ایران در زمان پالئوژن گسترش بسیاری داشته است. دگرگونی‌های زمین‌ساختی سنگ‌کره بالای پهنه فرورانده با توجه به سازوکار فرورانش سنگ‌کره اقیانوسی (زاویه فرورانش، به عقب برگشتگی سنگ‌کره فرورانده و یا گسیختگی آن)، به احتمال زیاد ماهیت کششی داشته‌اند یا حتی تا مرحله تشکیل و گسترش حوضه‌های پشت کمانی پیش رفته‌اند. در این راستا، فوران‌های بازالتی کافتی طی ژوراسیک میانی، ژوراسیک پایانی، اواسط کرتاسه و ائوسن آغازی -میانی شاهدی از بازشدگی حوضه‌های پشت قوس وابسته به فرورانش نئوتتیس در نظر گرفته شده‌اند [۷۶]. از این رو، با توجه به داده‌های این پژوهش و بررسی‌هایی که پیشتر انجام شده، تولید مذاب‌های بازالتی منطقه در ارتباط با ذوب یک گوشته غنی یا تهی نشده سنگ کره‌ای بالای پهنه فرورانش است. این گوشته بر اثر واکنش با مواد آزاد شده از سنگ کره فرورانده دچار دگرنهادی گردیده است. مذاب‌های برآمده از چنین گوشته‌ای، ویژگی‌های مذاب‌های مناطق وابسته به فرورانش را نشان می‌دهند. عامل ذوب چنین گوشته‌ای افزون بر آنچه در گوه گوشته‌ای بالای سنگ کره فرورانده مورد انتظار است که در اثر ورود سیال‌های دچار افت نقطه ذوب شود، ممکن است متأثر از زمین‌ساخت کششی و به علت کاهش فشار، صعود سست کره-ای و بیهنجاری دمای سنگ کره‌ای باشد. در مجموع با توجه به تاثیرپذیری هر دو کمربند ارومیه دختر و البرز از فرورانش نئوتتیس و مسلم شدن تاثیر پوسته فرورو در تشکیل مذاب در گوشته زیر این دو کمربند، می‌توان البرز را در جایگاه پشت کمان اصلی یعنی ارومیه دختر تصور کرد. در بسیاری از نمودارهای زمین شیمیایی این پژوهش و پژوهش‌های پیشین، البرز نیز مانند ارومیه دختر محیط کمان ماگمایی نوعی را نشان می‌دهد، با این حال در برخی نمودارها، جایگاه پشت کمانی البرز تشخیص داده می‌شود (شکل ۱۱). جهت مقایسه داده‌های این پژوهش و برخی پژوهش‌های پیشین، داده‌های نعمتی و آسیابانها [۱۶] و تیموری و همکاران [۱۷] در نمودار شکل ۱۱ رسم شده اند. چنان که دیده می‌شود، این نمونه‌ها که به ترتیب مربوط به شمال و شمال غرب قزوین هستند نیز در گستره پشت کمان قرار دارند. داده‌های سنگ‌های آتشفشانی پژوهش حاضر (شرق قزوین) بیشترین همپوشی را با داده‌های تیموری و همکاران [۱۷] نشان می‌دهند.



شکل ۱۱ جایگاه نمونه‌های البرز در نمودار Nb/Zr که ناحیه پشت کمان را بخوبی نشان می‌دهد [۷۷].

برداشت

منطقه شرق قزوین یکی از متنوع‌ترین مجموعه‌های فعالیت ماگمایی ائوسن-کواترنری در ایران و شامل گستره بازی تا اسیدی از سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی است. مجموعه آتشفشانی بازیک با بیشترین فراوانی، دارای بافت‌های پورفیری با زمینه دانه‌ریز تا شیشه‌ای، گلومروپورفیری و غربالی هستند که درشت بلورهای آنها را کانی‌های پلاژیوکلاز، هورنبلند، کلینوپیروکسن و کانی‌های اپاک تشکیل می‌دهند. در این سنگ‌ها، شواهدی از عدم تعادل چون منطقه‌بندی، بافت غربالی، لبه خلیجی در پلاژیوکلازها و کدر شدن بلورها دیده می‌شوند. ماهیت سنگ‌های بازیک منطقه شرق قزوین متالومین و شامل الیوین بازالت، آندزیت و تراکی‌آندزیت بوده و به سری ماگمایی آهکی قلیایی تا آهکی قلیایی پتاسیم بالا وابسته هستند که بیانگر تشکیل آنها از گوشته است. در نمودارهای عنکبوتی، نمونه‌های منطقه الگوی بارز ماگماهای آهکی قلیایی مناطق فرورانش و در نمودارهای تعیین محیط زمین‌ساختی، محیط کمان کرانه فعال قاره را نشان می‌دهند. ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها نیز با ترکیب این کانی در بازالت‌های کمان آتشفشانی هم‌خوانی دارد. بررسی ماهیت خاستگاه براساس نمودارهای زمین شیمیایی مختلف و مدل سازی‌های سنگ‌شناسی نشانگر ماگمایی است که در یک محیط فرورانشی و از ذوب‌بخشی ۵ تا ۱۰ درصدی یک خاستگاه گارنت لرزولیتی غنی شده در اثر ورود سیال‌های آزاد شده از ورقه فرورونده، به وجود آمده و طی صعود به سطح زمین نیز دچار آلایش با پوسته بالایی شده است. بررسی فرایند آلایش در سنگ‌های مورد بررسی نشان داد که ماگمای ایجاد کننده این سنگ‌ها با پوسته آلایش یافته و فرایندهای آلایش، هضم و تبلور جدایشی (AFC) در تشکیل این سنگ‌ها نقش اساسی داشته‌اند.

مراجع

[1] Stöcklin J., *"Northern Iran: Alborz Mountains. In: Mesozoic–Cenozoic orogenic belts: data for orogenic studies"*, (Ed. Spencer, A.) Vol: 4, (1974) p: 213–234.
[2] Berberian F., Berberian M., "*Tectono-plutonic episodes in Iran"*, Zagros Hindu Kush Himalaya Geodynamic Evolution, Vol: 3, (1981) p: 5-32.
[3] Stampfli G.M., "*Tethyan oceans*", Geological Society, London, special publications, Vol: 173(1), (2000) p: 1-23.
[4] Guest B., Axen G.J., Lam P.S., Hassanzadeh, J., *"Late Cenozoic shortening in the west Central Alborz mountains, northern Iran, by combined conjugate strike-slip and thin-skinned deformation"*, Geosphere, Vol: 2 (2006) p: 35-52.
[5] Annells R.N., Arthurton R.S., Bazely R.A., Davies R.G., *"Explanatory text of the Qazvin and Rasht quadrangle map1:250000"*, Geological Survey of Iran, Reports E3-E4, (1975) p: 108.
[6] Stocklin J., *"Structural history and tectonics of Iran: a review"*, Amer. Assoc. Petroleum Geol. Bull. Vol: 52 (1968) 1229-1258.
[7] Zanchi A., Berra F., Mattei M., Ghassemi M.R., Sabouri J., "*Inversion tectonics in central Alborz, Iran"*, Journal of Structural Geology, Vol: 28 (2006) 2023-2037.
[8] Asiabanha A., Ghassemi H., Meshkin M., *"Paleogene continental-arc type volcanism in north Qazvin, north Iran: facies analysis and*

[DOR: 20.1001.1.17263689.1398.27.4.9.8]
[DOI: 10.29252/ijcm.27.4.855]

basalts as petrogenetic indicator". Chemical Geology, Vol: 77(3), (1989) p: 165-182.
[20] Darvishzadeh A., *"Geology of Iran"*, Amir Kabir Publication, (2004) p: 343.
[21] Richards J.P., Spell T., Rameh E., Razique A., Fletcher T., *"High Sr/Y Magmas Reflect Arc Maturity, High Magmatic Water Content, and Porphyry Cu ± Mo ± Au Potential:Examples from the Tethyan Arcs of Central and Eastern Iran and Western Pakistan",* Society of Economic Geologists, Economic Geology, Vol: 107, (2012) p 295–332.
[22] Radfar J., *"Qazvin 1:100000 geologic map"*, Geological Survey and Mineral Exploration of Iran, (2001).
[23] Hoseini Taleghani H., *"Petrology of the north and northeast Qazvin intrusive bodies and economic potential of the area"*, M.Sc. thesis, University of Shahid Beheshti, (1996).
[24] Kuscu G.G. A., Hoyd P., "*mineral compositional and textural evidence for magma mingling in the Saraykent volcanic"*, Lithos, Vol: 56, (2001) p: 207-203.
[25] Tscuchiyama A., *"Dissolution kinetic of plagioclase in the melt of the system diopside-albite- anorthite and origin of dusty plagioclase in andesite"*, Contribution to Mineralogy and Petrology, Vol: 89, (1985) p: 1-16.
[26] Renjith M.L., *"Micro-textures in plagioclase from the 1994e 1995v eruption, Barren Island Volcano: Evidence of dynamic magma plumbing system in the Andaman subduction zone"*, Geoscience Frontiers, Vol: 5, (2014) p: 113-126.
[27] Raymond L.A., *"Petrology: the study of igneous, sedimentary, metamorphic rocks"*, Vol: 3, (1995). Dubuque, Iowa: Wm. C. Brown.
[28] Marsh B.D., *"On the interpretation of crystal size distribution in magmatic systems"*, Journal of Petrology, Vol: 39 (1998), p: 553–599.
[29] Rutherford M.J., Devine A.D., "Magmatic conditions and magma ascent as indicated by Hornblende phase equilibria and reaction in the 1995-2002, Soufriere Hills Magma", Journal of Petrology, Vol: 44, (2003) p: 1433-1484.
[30] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., *"An Introduction to the rock forming minerals"*, Longman, London, (1991) p: 696.
[31] Blatt H., Tracy R., Owens B., *"Petrology. Igneous, Sedimentary, and Metamorphic"*, (2006) p: 529.
[32] Kretz R., *"Symbols for rock-forming minerals"*, American mineralogist, Vol: 68 (1983) p: 277-279.
[33] Ginibre C., Kronz A., Worner G., *"Minor and trace-element zoning in plagioclase: implications geochemistry"*, Stuttgart, Vol: 186 (2009), 201-214.
[9] Asiabanha A., *"Geology and petrogenesis of volcanic facies at the Uzbashichai area, west of Qazvin"*, PhD thesis, University of Tarbiyat Modares, (2001) p: 321.
[10] Mobashergarmi M., *"Petrological, petrographical and geochemical studies of basaltic rocks in south Germi (Ardabil province)"*, MSc thesis, University of Tabriz, Tabriz, Iran, (2013) (in Persian).
[11] Shafaii Moghadam M.H., Shahbazi Shiran S.H., "*Geochemistry and petrogenesis of volcanic rocks from the northern part of the Lahrud region (Ardabil): an example of shoshonitic occurrence in northwestern Iran*". Journal of Petrology, Vol: 1(4) (2010) 16-31(in Persian).
[12] Agard P., Omrani J., Jolivet L., Whitechurch H., Vrielynck B., Spakman W., Monie P., Meyer B., Wortel R., *"Zagros orogeny: a subduction-dominated process"*, Geological Magazine, Vol: 148, (2011) p: 692-725.
[13] Valizadeh M.V., Abdollahi H.R., Sadeghian M., *"Geological investigations of main intrusions of the Central Iran"*, Geosiences Scientific Quarterly Journal, Vol: 17(67), (2008) p: 182-197 (in Persian).
[14] Rahimi G., kananian A., Asiabanha A., *"Tectonic setting and petrogenesis of post-Eocene volcanic rocks of Abazar district (NE of Qazvin)"*, Journal of Crystallography and Mineralogy, Vol: 18(2), (2010) p: 167-180 (in Persian).
[15] Asiabanha A., Foden J., *"Post-collisional transition from an extensional volcano-sedimentary basin to a continental arc in the Alborz Ranges, N-Iran"*, Lithos, Vol: 148, (2012) p: 98–111.
[16] Nemati B., Asiabanha A., *"Volcano-plutonic relations in Lat-Bolukan district (North of Qazvin, Western Alborz): Petrogenetic analysis and geochemical modeling"*, Journal of Petrology, Vol: 8 (31), (2017) p: 167-180.
[17] Teimouri S., Ghasemi H., Asiabanha A., *"The role of crustal contamination and differentiation in the formation of the Eocene volcanic rocks in Jirande area (Northwest of Qazvin)",* Journal of Petrology, Vol: 9 (33), (2018) p: 71-90.
[18] Leterrier J., Maury R.C., Thonon P., Girard D., Marchal M., *"Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series"*, Earth and Planetary Science Letters, Vol: 59, (1982) p: 139–154.
[19] Beccaluva L., Macciotta G., Piccardo G.B., Zeda O., *"Clinopyroxene composition of ophiolite*

[DOR: 20.1001.1.17263689.1398.27.4.9.8]
[DOI: 10.29252/ijcm.27.4.855]

margins .In: Hawkesworth, C.J. and Nurry, M.L. (Eds.): Continental basalts and mantle xenoliths", Shiva, Nantwich, (1983) p: 230-249.
[47] Harris N. B.W., Pearce, J.A., Tindle A.G., *"Geochemical characteristics of collision-zone magmatism"*, Geological Society, London, Special Publications, Vol: 19, (1986) p: 67-81.
[48] Thompson R.N., *"British Tertiary volcanic province"*, Journal of Geology, Vol: 18, (1982) p: 49-107.
[49] Weyer S., Munker C., Mezger K., *"Nb/Ta, Zr/Hf and REE in the depleted mantle: Implications for the differentiation history of the crust-mantle system"*, Earth and Planetary Science Letters, Vol: 205, (2003) p: 309-324.
[50] Tchameni R., Pouclet A., Penay J., Ganwa A.A., Toteu S.F., *"Petrography and geochemistry of the Ngaondere Pan-African granitoids in Central North Cameroon: Implication for their sources and geological setting"*, Journal of African Earth Sciences, Vol: 44, (2006) p: 11-529.
[51] Wilson M., "*Igneous petrogenesis: A global tectonic approach"*, Unwin Hyman London, (1989) p: 466.
[52] Wright J.B., McCurry P., *"Geochemistry of calc-alkaline volcanic in northwestern Nigeria, and a possible Pan-African suture zone"*, Earth and Planetary Science Letters, Vol: 37, (1997) p: 90-96.
[53] Srivastava R.K., Singh R.K., *"Trace element geochemistry and genesis of Precambrian sub alkaline mafic dykes from the central Indian craton: evidence for mantle metasomatism"*, Journal of Asian Earth Sciences, Vol: 23, (2004) p: 373-389.
[54] Reichew M.K., Saunders A.D., White, R.V. and Al M-Ukhamedov, A.I., *"Geochemistry and Petrogenesis of Basalts from the West Sibrian Basin: an extention of the Permo-Triassic Sibrian Traps, Russia"*, Lithos, Vol: 79, (2004) p: 425-452.
[55] Kuscu G.G., Geneli F., *"Review of post-collisional volcanism in the Central Anatolian Volcanic Province (Turkey), with special reference to the Tepekoy Volcanic Complex"*, International Journal of Earth Sciences, Vol: 99, (2010) p: 593-621.
[56] Kurkcuoglu B., *"Geochemistry and petrogenesis of basaltic rocks from the Develidag volcanic complex, Central Anatolia, Turkey"*, Journal of Asian Earth Sciences, Vol: 37, (2010) p: 42-51.
[57] Macdonald R., Rogers N.W., Fitton J.G., Black S., Smith M., *"Plume lithosphere interactions in the generation of the basalts of the for magma chamber processes at Parinacota volcano, northern Chile"*, Contributions to Mineralogy and Petrology, Vol: 143, (2002) p: 300-315.
[34] Blundy J., Cashman K., Humphreys M., "*Magma heating by decompression-driven crystallization beneath andesite volcanoes"*, Nature, Vol: 443, (2006) p: 76-80.
[35] Morimoto N., *"Nomenclature of pyroxenes"*, Canadian Mineralogist, Vol: 27, (1998) p: 143-156.
[36] Abbasi H., Torabi G., *"Petrography and mineral chemistry of Eocene dykes from Kuh-e-Kam Khashak (North of Khur, Isfahan province)"*, Petrology Vol: 4, (2013) p: 19-32 (in Persian).
[37] Fu B., Page F.Z., Cavosie A.J., Fournelle J., Kita N.T., Lackey J.S., Wilde S.A., Valley J.W., " Ti-in-zircon thermometry: applications and limitations", Contributions to Mineralogy and Petrology, Vol: 156(2), (2008) p: 197-215.
[38] Mollo S., Putirka K., Iezzi G., Del Gaudio P., Scarlato P., *"Plagioclase–melt (dis)equilibrium due to cooling dynamics: Implications for thermometry, barometry and hygrometry"*, Lithos, Vol: 125(1–2), (2011) p: 221-235.
[39] Soesoo A., *"A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: Empirical coordinates for the crystallization PT-estimations"*, Journal of the Geological Society of Sweden, Vol: 119, (1997) p: 55-60.
[40] Kretz, R., *"Metamorphic Crystallization".* Chichester and New York, New York, (1994) 530 pp.
[41] Putirka K.D., *"Thermometers and Barometers for Volcanic Systems"*, Reviews in Mineralogy and Geochemistry, Vol: 69(1), (2008) p: 61-120.
[42] Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zannetin B., *"Achemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram"*, Journal of Petrology, Vol: 27, (1986) p: 745-750.
[43] Peccerillo A., Taylor S.R., *"Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey"*, Contributions to Mineralogy and Petrology, Vol: 58, (1976) p: 63-81.
[44] McDonough W.F., Sun S.S., Ringwood A.E., Jagoutz E., Hofmann A.W., *"Potassium, Rubidium and Cesium in the Earth and Moon and the evolution of the mantle of the Earth"*, Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol: 56, (1992) p: 1001-1012.
[45] Gill J.B., *"Orogenic Andesites and Plate Tectonics"*, Springer-Verlag, Berlin, (1981) p: 390.
[46] Pearce J.A., *"Role of subcontinental lithosphere in magma genesis at active continental*

[DOR: 20.1001.1.17263689.1398.27.4.9.8]

[DOI: 10.29252/ijcm.27.4.855]

[69] Fleche M.R., Camire G., Jenner G.A., *"Geochemistry of post-Acadian, Carboniferous continental intraplate basalts from the Maritimes Basin, Magdalen Islands, Quebec, Canada"*, Chemical Geology, Vol: 148, (1998) p: 115-136.

[70] Aghazadeh M., Castro A., Badrzadeh Z., Vogt K., *"Post-collisional polycyclic plutonism from the Zagros hinterland: the Shaivar Dagh plutonic complex, Alborz belt, Iran"*, Geological Magazine, Vol: 148, (2011) p: 980-1008.

[71] Maghdour-Mashhour R., Esmaeily D., Tabbakh Shabani A.A., Chiaradia M., Latypov R., *"Petrology and geochemistry of the Karaj Dam basement sill: Implications for geodynamic evolution of the Alborz magmatic belt"*, Chemie der Erde-Geochemistry, Vol: 75, (2015) p: 237-260.

[72] Asiabanha A., Bardintzeff J.M., Kananian A., Rahimi G., *"Post-Eocene volcanics of the Abazar district, Qazvin, Iran: Mineralogical and geochemical evidence for a complex magmatic evolution"*, Journal of Asian Earth Sciences, Vol: 45, (2012) p: 79-94.

[73] Ghasemi H., Rezaei-Kahkhaei M., *"Petrochemistry and tectonic setting of the Davarzan-Abbasabad Eocene volcanic (DAEV) rocks, NE Iran"*, Mineralogy and Petrology, Vol: 109, (2015) p: 235-252.

[74] Aghazadeh M., Castro A., Omrani N.R., Emami M.H., Moinvaziri H., Badrzadeh Z., *"The gabbro (shoshonitic)– monzonite–granodiorite association of Khankandi pluton, Alborz Mountains, NW Iran"*, Journal of Asian Earth Sciences, Vol: 38, (2010) p: 199-219.

[75] Teimuri S., *"Petrology and analyzing the volcanic facies of the south Jirandeh, east of Loshan, northwest of Qazvin"*, M.Sc. thesis, Industrial University of Shahrood, (2010).

[76] Kazmin V.G., Sbortshikov I.M., Ricou L.E., Zonenshain L.P., Boulin J., Knipper A.L., *"Volcanic belts as markers of the Mesozoic-Cenozoic active margin of Eurasia"*, Tectonophysics, Vol: 123, (1986) p: 123-152.

[77] Tatsumi Y.m., Kogiso T., Nohda S., *"Formation of a third volcanic chain in Kamchatka: generation of unusual subduction-related magmas"*. Contributions to Mineralogy and Petrology, Vol: 120, (1995) p: 117-128.

Kenya Rift", East Africa Journal of Petrology, Vol: 42, (2001) p: 877-900.

[58] Pearce J.A., Cann, J.R., *"Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses"*, Earth and Planetary Science Letters, Vol: 19, (1973) p: 290-300.

[59] Pearce J.A., Norry M.J., *"Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks"*, Contributions to Mineralogy and Petrology, Vol: 69, (1979) p: 33-47.

[60] Muller D., Groves D.I., *"Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization"*, Lecture Notes in Earth Sciences, (1997) p: 235.

[61] Kamenetsky V.S., Maas R., Sushchevskaya N.M., Norman M.D., Cartwright I., Peyve A.A., *"Remnants of Gondwana continental lithosphere in oceanic upper mantle: Evidence from the South Atlantic Ridge"*, Geology, Vol: 29, (2001) p: 243–246.

[62] Nisbet E.G., Pearce I.A., *"Clinopyroxene compositions in mafic lavas from different tectonic settings"*, Contributions to Mineralogy and Petrology, Vol: 62, (1977) p: 149-160.

[63] Loucks R.R., *"Discrimination of ophiolitic from nonophiolitic ultramafic-mafic allochthons in orogenic belts by the Al/Ti ratio in clinopyroxene"*, Geology, Vol: 18, (1990) p: 346-349.

[64] Leterrier J., Maury R.C., Thonon P., Girard D., Marchal M., *"Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series"*, Earth and Planetary Science Letters, Vol: 59(1), (1982) p: 139-154.

[65] Temel A., Gondogdu M.N., Gourgaud A.,*"Petrological and geochemical cheracteristics of Cenozoic high-K calkalkaline volcanism in Konya, Central Antolia, Turkey"*, Journal of Volcanology and Geothermal Research, Vol: 85, (1998) p: 327-354.

[66] Ozdemir Y., Karaoglu O., Tolluoglu A.U., Gulec N., *"Volcano stratigraphy and petrogenesis of the Nemrut stratovlcano (East Anatolian High Plateau): The most recent postcollisional volcanism in Turkey"*, Chemical Geology, Vol: 226, (2006) p: 189-221.

[67] Aldanmaz E., Koprubasi N., Gurer O.F., Kaymakci N., Gournaud A., *"Geochemical constraints on the Cenozoic, OIB-type alkaline volcanic rocks of NW Turkey: implications for mantle sources and melting processes"*, Lithos, Vol: 86 (2006) p: 50-76.

[68] Ellam R.M., Cox K.G., *"An interpretation of Karoo picrite basalts in terms of interaction between asthenospheric magmas and the mantle lithosphere"*, Earth and Planetary Science Letters, Vol: 105, (1991) p: 330-342.